

**PRACE
PAŃSTWOWEGO
INSTYTUTU GEOLOGICZNEGO**

CLIII

**EPIKONTYNENTALNY PERM I MEZOZOIK
W POLSCE**

**THE EPICONTINENTAL PERMIAN AND MESOZOIC
IN POLAND**

(with 125 fig.)

Pod redakcją
Sylwestra MARKA i Marii PAJCHLOWEJ

WARSZAWA 1997

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie — <i>Sylwester Marek</i>	5
Pozycja geotektoniczna obszaru na tle Europy środkowej — <i>Jerzy Znosko</i>	10
Wstęp	10
Rozwój paleogeograficzny i tektoniczny	10
Tworzenie się ram powaryscyjskiego rozwoju	15
Problem rowu przedgórskiego pasma prakarpacko-dobrudzkiego	16
Pierwotny układ łańcuchów waryscyjskich oraz ich późniejsze rozbicie i „stłoczenie”	16
Geneza ewolucji geologicznej zdarzeń permsko-mezozoicznych na niżu	17
Rozpoznanie geofizyczne	19
Wprowadzenie — <i>Stefan Młynarski</i>	19
Grawimetria — <i>Andrzej Grobelny</i>	20
Magnetyka — <i>Elżbieta Cieśla</i>	22
Sejsmika — <i>Waldemar Józwiak</i>	23
Obraz strumienia ciepłego — <i>Stefan Młynarski</i>	26
Geofizyka wiertnicza — <i>Jan Szewczyk</i>	27
Dotychczasowe metody prac interpretacyjnych	27
Badania geofizyki wiertniczej w rozpoznaniu utworów permsko-mezozoicznych	28
Kompleksowa interpretacja — <i>Lidia Dziewińska</i>	28
Formacje skalne, ich stratygrafia i paleogeografia	35
Perm dolny (czerwony spągowiec)	35
Wprowadzenie — <i>Jędrzej Pokorski</i>	35
Litostratygrafia i litofacje	36
Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Jędrzej Pokorski</i>	36
Charakterystyka petrograficzna	38
Skały osadowe czerwonego spągowca w Polsce na obszarach platformowych — <i>Anna Maliszewska</i>	38
Skały wulkaniczne — <i>Elżbieta Jackowicz</i>	42
Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Jędrzej Pokorski</i>	45
Perm górny (cechsztyń) — <i>Ryszard Wagner</i>	63
Wprowadzenie	63
Ewolucja basenu cechsztyńskiego	64
Trias dolny (pstry piaskowiec)	83
Wprowadzenie — <i>Anna Szyperko-Teller</i>	83
Biostratygrafia — <i>Hanna Senkowiczowa</i>	84
Litostratygrafia i litofacje	112
Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Anna Szyperko-Teller</i>	112
Charakterystyka petrograficzna — <i>Marta Kuberska</i>	117
Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Anna Szyperko-Teller</i>	121
Trias środkowy (wapień muszlowy-kajper dolny)	133
Wprowadzenie — <i>Irena Gajewska</i>	133
Biostratygrafia — <i>Hanna Senkowiczowa</i>	133
Litostratygrafia i litofacje	136
Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Irena Gajewska</i>	136
Charakterystyka petrograficzna i sedymentologiczna osadów wapienia muszlowego — <i>Magdalena Sikorska-Jaworowska, Krzysztof Jaworowski</i>	136
Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Irena Gajewska</i>	144
Trias górny	151
Kajper	151
Wprowadzenie — <i>Irena Gajewska</i>	151
Biostratygrafia — <i>Teresa Marcinkiewicz</i>	151

Litostratygrafia i litofacje	164
Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Irena Gajewska</i>	164
Charakterystyka petrograficzna — <i>Anna Maliszewska</i>	164
Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Irena Gajewska</i>	166
Przednorycko-retycka powierzchnia paleogeologiczna Niżu Polskiego — <i>Zbigniew Deczkowski, Irena Gajewska</i>	172
Noryk i retyk	174
Wprowadzenie — <i>Zbigniew Deczkowski</i>	174
Biostratygrafia — <i>Teresa Marcinkiewicz</i>	174
Litostratygrafia i litofacje	184
Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Zbigniew Deczkowski</i>	184
Charakterystyka petrograficzna — <i>Anna Maliszewska</i>	184
Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Zbigniew Deczkowski</i>	187
Jura dolna	195
Wprowadzenie — <i>Zbigniew Deczkowski</i>	195
Biostratygrafia — <i>Janusz Kopik, Teresa Marcinkiewicz</i>	196
Litostratygrafia i litofacje	205
Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Zbigniew Deczkowski</i>	205
Charakterystyka petrograficzna — <i>Anna Maliszewska</i>	206
Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Zbigniew Deczkowski</i>	208
Sedymentologia i stratygrafia sekwencji na podstawie wybranych profilów — <i>Grzegorz Pieńkowski</i>	217
Jura środkowa	236
Wprowadzenie — <i>Sylwester Marek</i>	236
Biostratygrafia	236
Jura Polska — <i>Janusz Kopik, Teresa Marcinkiewicz</i>	236
Niż Polski — <i>Krzyszyna Dayczak-Calikowska, Teresa Marcinkiewicz</i>	250
Litostratygrafia i litofacje	263
Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne	263
Jura Polska — <i>Janusz Kopik</i>	263
Niż Polski — <i>Krzyszyna Dayczak-Calikowska</i>	263
Charakterystyka petrograficzna — <i>Anna Maliszewska</i>	264
Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Krzyszyna Dayczak-Calikowska</i>	269
Jura górna	283
Wprowadzenie — <i>Teresa Niemczycka</i>	283
Biostratygrafia	283
Makrofauna — <i>Lidia Malinowska</i>	283
Mikrofauna	300
Otwornice — <i>Olga Styk</i>	300
Małżoraczki — <i>Janina Szejn</i>	308
Dinocysty — <i>Elżbieta Gaździcka</i>	308
Litostratygrafia i litofacje	309
Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Teresa Niemczycka</i>	309
Charakterystyka petrograficzna i isedymentologiczna — <i>Krzysztof Radlicz</i>	322
Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Teresa Niemczycka</i>	327
Przeddolnokredowa (riazańsko-cenomańska) powierzchnia na Niżu Polskim — <i>Teresa Niemczycka</i>	331
Kreda dolna (berias–alb górny)	333
Wprowadzenie — <i>Sylwester Marek</i>	333
Biostratygrafia	333
Makrofauna — <i>Sylwester Marek, Maria Rajska</i>	333
Mikrofauna — <i>Janina Szejn</i>	347
Mikroflora — <i>Marta Waksmundzka</i>	351
Litostratygrafia i litofacje	351
Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Sylwester Marek</i>	351
Charakterystyka petrograficzna i sedymentologiczna — <i>Joanna Dadlez</i>	360
Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Sylwester Marek</i>	362
Kreda górna (alb górny–mastrycht)	367
Wprowadzenie — <i>Aleksandra Krassowska</i>	367
Biostratygrafia	367
Makrofauna — <i>Andrzej Błaszkiwicz</i>	367
Mikrofauna — <i>Eugenia Gawor-Biedowa</i>	380
Litostratygrafia i litofacje	382
Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne i geofizyczne — <i>Aleksandra Krassowska</i>	382
Charakterystyka petrograficzna — <i>Małgorzata Potońska</i>	383
Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Aleksandra Krassowska</i>	386
Rozwój basenów permu i mezozoiku — <i>Ryszard Dadlez, Sylwester Marek</i>	403
Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego	410
Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej — <i>Ryszard Dadlez</i>	410
Ogólne wnioski o ewolucji tektonicznej — <i>Sylwester Marek</i>	414
Literatura	416
Summary — <i>Sylwester Marek, Ryszard Dadlez, Grzegorz Pieńkowski, Jerzy Znosko</i>	432

ROZWÓJ BASENÓW PERMU I MEZOZOIKU

Rozważania o rozwoju sedymentacji i paleogeografii oraz o tektonice epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce są zawarte we wnioskach sformułowanych przez autorów poszczególnych opracowań cząstkowych, syntetyzujących w niniejszej monografii obecny stan rozpoznania poszczególnych odcinków. Opracowania te nawiązują do serii artykułów o miąższości, facjach i paleotektonice permsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego, zamieszczonych w numerze 1 tomu 32 Kwartalnika Geologicznego (S. Marek, 1988a, b; J. Pokorski, 1988; R. Wagner, 1988; I. Gajewska, 1988a, b; Z. Deczkowski, M. Franczyk, 1988a, b; K. Dayczak-Calikowska, W. Moryc, 1988; T. Niemczycka, W. Brochwicz-Lewiński, 1988; M. Jaskowiak-Schoeneichowa, A. Krassowska, 1988). Ta seria artykułów, bogato ilustrowanych kilkudziesięcioma mapami paleomiąższości i litofacji oraz mapami paleotektonicznymi, posłużyła później autorowi (R. Dadlez, 1989) do dokonania pogłębionej analizy zmian cech rozwojowych basenów permsko-mezozoicznych na Niżu Polskim.

Analiza treści map w powiązaniu ze skalą geochronologiczną (G. S. Odín, 1982) dotyczyła zmienności następujących cech: zasięgów geograficznych basenów i ich rozmiarów; komunikacji z basenami sąsiednimi; transgresji i regresji mórz; konfiguracji brzegów oraz wewnętrznego zróżnicowania na obszary o większej i mniejszej subsydencji w powiązaniu z budową podłoża permu; prędkości sedymentacji w centrach największej akumulacji osadów; wreszcie facji i kierunków transportu materiału klastycznego.

Polski basen epikontynentalny permu i mezozoiku był w czasie całej swej historii skrajnie wschodnią częścią basenu środkowoeuropejskiego (fig. 119). Jego ramy stanowiły: od północy tarcza skandynawska, od wschodu antekliza białoruska i tarcza ukraińska, od południowego zachodu masyw czeski. Strefa osiowa basenu, o rozciągłości NW–SE z niemal ciągłą sedymentacją, zwana jest bruzdą środkowopolską.

Rozkład łądów wokół basenu warunkował istnienie połączeń międzybasenowych w strefach depresyjnych między łądami: północno-zachodniego z basenem duńskim, zachodniego z basenem północnoniemieckim, południowego i południowo-wschodniego z basenami Tetydy oraz wschodniego z centralnymi basenami platformy wschodnioeuropejskiej. Połączenie z basenem duńskim było najbardziej trwałe, co podkreśla rolę bruzdy środkowopolskiej, ponieważ znajduje się ona w jego przedłużeniu. Przedłużenie w przeciwnym kierunku, czyli połączenie południowo-wschodnie ku Tetydzie, otwarło się zapewne w noryku i od tego czasu pozostawało swobodne z wyjątkiem krótkiego epizodu w młodszej wczesnej kredzie. Połączenie wschodnie było otwarte tylko w okresach maksymalnego stanu poziomu mórz.

Było 6 pulsów ekspansji basenu (fig. 120). Cztery z nich były związane z dobrze rozpoznanymi eustatycznymi podniesieniami poziomu oceanów w anizyku–ladynie, toarsie, oksfordzie i turonie. Pulsy późnopermski i norycki mają charakter bardziej lokalny. Okresy ekspansji były przedzielone okresami kurczenia (kontrakcji) basenu, których minima przypadły na najmłodszy perm, późny karnik, najstarszą jurę, późny toars–aalen i najstarszą kredę.

Transgresje morskie nadchodziły z dwóch kierunków: zachodniego i południowego. We wcześniejszych okresach, do końca wczesnej jury, dominował kierunek zachodni z wyjątkiem transgresji środkowego triasu. Później oba kierunki rywalizowały ze sobą, niekiedy przeważał jeden z nich, kiedy indziej były one równorzędne. Najsilniejsze transgresje eustatyczne późnej jury i późnej kredy, zagarniając basen głównie od zachodu, były poprzedzone wtargnięciem morza z Tetydy do bruzdy środkowopolskiej (odpowiednio w aalenie i beriasie). Połączenia ku północnemu zachodowi zostały odnowione wkrótce potem, ale morze rozprzestrzeniło się gwałtownie poza bruzdę dopiero około 20–30 mln lat później (odpowiednio w późnym batonie i późnym albie), aby osiągnąć

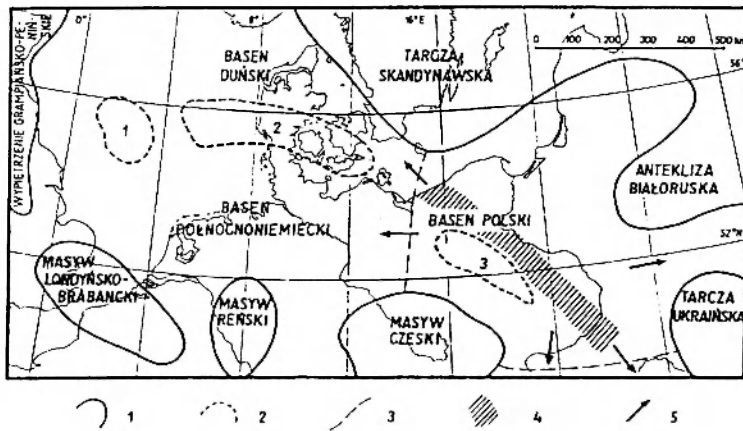


Fig. 119. Basen polski jako część basenu środkowoeuropejskiego (R. Dadlez, 1989)

1 — obrzeżające lądy i wypiętrzenia, 2 — okresowe wypiętrzenia śródbasenowe (1 — środkowe Morza Północnego, 2 — Ringkøbing-Fionia, 3 — wielkopolskie), 3 — umowna granica zachodnia i południowa basenu polskiego, 4 — bruzda środkowopolska, 5 — połączenia z basenami sąsiednimi

Polish basin as a part of the Central Europe basin (R. Dadlez, 1989)

1 — bordering lands and rises, 2 — periodic intrabasin rises (1 — central North Sea, 2 — Ringkøbing-Fionia, 3 — Wielkopolska), 3 — conventional western and southern borders of the Polish basin, 4 — Middle Polish Trough, 5 — communications with neighbouring basins

maksima swego zasięgu po dalszych 10–15 mln lat (w oksfordzie i turonie).

Relacje między ekspansją i kontrakcją zbiornika z jednej strony a transgresją i regresją morza z drugiej nie są jednoznaczne. Dwa pierwsze impulsy ekspansji (cechsztyń i trias środkowy) były związane z transgresjami, ale maksimum ekspansji scytyku na północny wschód od bruzdy przypadło na czas sedymentacji śródlądowej. Kontrakcja w późnym karniku była stowarzyszona z regresją, ale ekspansja norycka rozgrywała się także w warunkach niemorskich. Później obraz był bardziej klarowny: ekspansja wczesnego toarsu była jednoznaczna z maksymalnym zasięgiem morza wczesnej jury. Wreszcie w dwóch ostatnich impulsach inicjalne transgresje morskie przypadły na czas największej kontrakcji zbiornika (aalen i berias), a najdalszy ich zasięg — na czas największej ekspansji (oksford i turon).

Południowo-zachodnia część basenu rozwinęła się na podłożu częściowo erodowanych orogenów paleozoicznych, podczas gdy część północno-wschodnia — na paleozoicznej pokrywie platformowej kratonu wschodnioeuropejskiego. Pierwszy obszar był podzielony na wiele małych bloków, odzwierciedlających prawdopodobnie morfotektoniczne strefy orogenów. Obszar drugi był ogólnie bardziej wypiętrzony i raczej słabo zróżnicowany pod względem morfologicznym. Dlatego też basen łatwiej rozszerzał się ku południowemu zachodowi, a przy kurczeniu z większą trudnością te obszary opuszczał. Jednakże, gdy morze osiągnęło już wystarczająco

wysoki poziom (jak w późnej jurze i późnej kredzie), to penetrowało daleko także w głąb kratonu Europy wschodniej.

Pozycja bruzdy środkowopolskiej w permie i triasie nie była jeszcze ustalona. Szczególnie w środkowym i późnym triasie centra depozycji były rozproszone i często usytuowane poza bruzdą. Od wczesnej jury począwszy położenie bruzdy utrwaliło się wzdłuż krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. W okresach maksymalnego skurczenia basenu sedymentacja ograniczała się ściśle do samej bruzdy, która była również wyraźnie zaakcentowana w okresach bezpośrednio poprzedzających raptowne ekspansje basenu. Szybkość sedymentacji w bruzdzie była wtedy o rząd wielkości większa niż poza nią.

Pozycja wypiętrzeń wewnątrzbasenowych o zredukowanej sedymentacji, szczególnie dobrze rejestrowanych w południowo-zachodniej części zbiornika, jak również zarys jego linii brzegowych były uwarunkowane budową geologiczną i tektoniką podłoża permu. Centra maksymalnej akumulacji w bruzdzie przesuwają się wzdłuż niej wahadłowo.

Materiał detrytyczny był dostarczany do zbiornika aż do późnego scytyku głównie z południa, ze względu na dość świeżą rzeźbę gór waryscyjskich. Później przeważał kierunek północny dostawy materiału, co wskazuje na stałe odnawianie reliefu tarczy skandynawskiej. Rozwój sedymentacji węglanowej zależał w sposób oczywisty od swobodnej komunikacji z ciepłymi morzami Tetydy.

gresjami i regresjami. W scytyku ekspansji zbiornika towarzyszyła wzmrożona sedymentacja, ale we wczesnym karniku zwiększyła się ona w czasie skurczenia zbiornika. Jednocześnie zahamowanie akumulacji następowało zarówno przy skurczonym zbiorniku (środkowy karnik), jak i w czasie jego ekspansji (anizyk). W czasie dwóch wielkich transgresji eustatycznych relacja jest najbardziej uporządkowana. Inicjalnym fazom szybkiej ekspansji basenu (odpowiednio: baton–kelowej i alb–cenoman) towarzyszyło zahamowanie szybkości akumulacji nawet do kilku m/mln lat. Bezpośrednio wcześniej, w wąskiej, ale już opanowanej przez morze bruzdzie środkowopolskiej, tempo gromadzenia osadów było szybsze — kilkadziesiąt m/mln lat (odpowiednio: aalen–bajos i berias–walażyn), podobnie jak bezpośrednio później, czyli w fazach maksymalnej transgresji i początków regresji, kiedy to osiągało nawet 100 m/mln lat (odpowiednio: oksford–kimeryd i turon–santon).

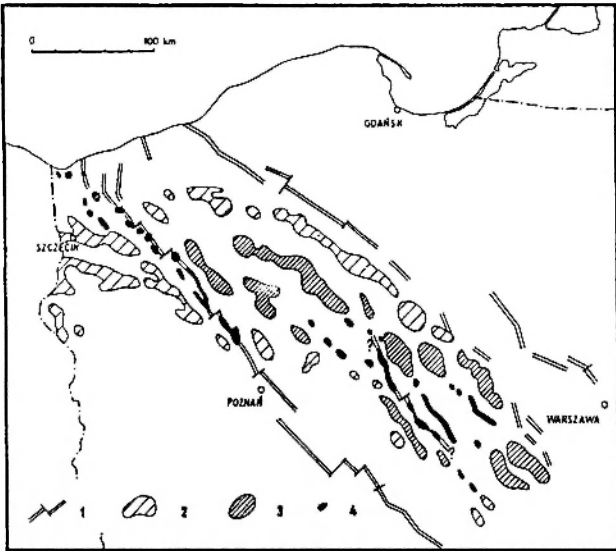


Fig. 121. Permsko-mezozoiczny diastrofizm lokalny (R. Dadlez, 1989)

1 — rowy synsedymacyjne; antykliny solne (poduszki solne); 2 — czynne prawdopodobnie od jury lub kredy, 3 — czynne od późnego triasu; 4 — wysady solne czynne od późnego triasu

Local Permian-Mesozoic diastrophism (R. Dadlez, 1989)

1 — synsedimentation grabens; salt anticlines (salt cushions); 2 — probably active from Jurassic or Cretaceous, 3 — active from late Triassic; 4 — salt domes active from late Triassic

Lokalny diastrofizm synsedymacyjny (fig. 121) był wyrażony wzrostem antyklin solnych i powstawaniem wąskich rowów synsedymacyjnych. Przepływy soli ce-

chsztżyńskich zaczęły się w środkowym triasie, formowanie rowów — w późnym triasie. Oba typy struktur lokalnych były odąd z przerwami aktywne, szczególnie w okresach kontrakcji zbiornika. Rezultatem tej aktywności jest obecny system rowów ograniczający bruzdę środkowopolską, a także zespół około 90 antyklin (poduszek i diapirów) solnych. Obydwa typy struktur wyraźnie modyfikowały rozkład miąższości facji mezozoiku.

Uwzględniając pulsacyjne etapy ekspansji basenów permu i mezozoiku, dominujące megafacje i przejawy diastrofizmu, tendencje ewolucyjne całego basenu środkowoeuropejskiego oraz zdarzenia w sąsiednich basenach oceanicznych, wyróżniono cztery etapy rozwojowe basenu: perm–trias (1), wczesna jura (2), środkowa–późna jura (3) i kreda (4; fig. 120).

Etap 1 (perm–trias, 62 mln lat). Basen permsko-triasowy zachodniej i środkowej Europy rozwijał się na obszarze superkontynentu Pangei. Bezpośrednie ramy polskiego basenu w momencie jego założenia tworzyły od strony północno-wschodniej wyniesiony sztywny kraton Europy wschodniej, a od strony południowo-zachodniej — pasmo waryscyjskich wzniesień o dość świeżej rzeźbie. W tych ramach, głównie na północ od Sudetów, odbywała się w czerwonym spągowcu sedymentacja kontynentalna zasypująca osadami świeży jeszcze relief waryscyjski. W saksonie na styku platformy prekambryjskiej i paleozoicznej ujawniła się sedymentacyjna bruzda środkowopolska o silnej subsydencji, związana ze strefą tektoniczną Teisseyre'a-Tornquista (J. Znosko, 1979a, b, 1981a; R. Dadlez, 1982; R. Dadlez, W. Jaroszewski, 1994).

Ogólnie cały pierwszy etap ewolucyjny od saksonu po noryk włącznie został zdominowany, w warunkach suchego i gorącego klimatu, przez sedymentację czerwonych klastyków oraz podrzędnie ewaporatów i wapieni.

Po saksońskiej sedymentacji czerwonych klastyków lądowych w cechszynie osadziły się głównie sole kamienne i potasowe, siarczany oraz podrzędnie skały węglanowe i terygeniczne. Morska transgresja cechsztyńska zalała obszar Niżu Polskiego od zachodu i maksymalny zasięg osiągnęła w najstarszym cechszynie (PZ1). Po niewielkiej regresji w cyklotemie PZ2 następna ingresja morska wtargnęła na początku cyklotemu PZ3. Wyrażna regresja zapoczątkowana już w cyklotemie PZ3 doprowadziła u schyłku cyklotemu PZ4 do przerwania połączenia z zachodem. W końcu cechsztynu w całym izolowanym basenie polskim zapanowała sedymentacja czerwonych osadów kontynentalnych.

W scytyku ukształtował się zbiornik płytki o zmiennym zasoleniu i okresowych połączeniach z morzami otwartymi. Przeważała w nim sedymentacja warstw czerwonych. We wczesnym scytyku (pstry piaskowiec dolny) osadzały się głównie skały drobnoklastyczne z gniazdami anhydrytu i wkładkami wapieni, natomiast w późnym scytyku (pstry piaskowiec środkowy) dominowały piaskowce i zlepieńce. Basen miał charakter ekspansywny i dopiero u schyłku scytyku, po okresie stagnacji, nastąpiło wyraźne skurczenie zbiornika.

Na początku anizyku (ret) rozpoczęła się postępująca od południa transgresja morza z Tetydy. W płytkim zbiorniku morskim tworzyły się w tym czasie na północy skały klastyczne, ku południowi węglanowo-ilaste, często z wkładkami skał siarczanowych, a lokalnie nawet soli kamiennej. Maksimum transgresji przypadło na anizyk środkowy (wapień muszlowy dolny) o wykształceniu głównie wapiennym. W późnym anizyku (wapień muszlowy środkowy) nastąpiła chwilowa regresja i odcięcie od zbiornika tetydzkiego. Osadzały się w tym czasie dolomity i margle z wkładkami anhydrytów i gipsów. Ponowne połączenie z Tetydą we wczesnym lądynie spowodowało powstanie niemal w całym basenie osadów wapienno-marglistych (wapień muszlowy górny). W późnym lądynie (na przełomie wapienia muszlowego i kajpru) morze wycofało się, pozostawiając płytki zbiornik paraliczno-śródlądowy z epizodycznymi ingresjami morskimi, z sedymentacją osadów ilasto-piaszczystych (kajper dolny).

Z czasem w karniku uformował się izolowany, wysychający i stopniowo kurczący się śródlądowy zbiornik kajpru górnego z dominującą sedymentacją czerwonych warstw klastycznych z ewaporatami (warstwy gipsowe dolne i górne), przedzielonych klastykami pochodzenia rzeczno-deltowego (piaskowiec trzcinyowy). We wczesnym karniku w warstwach gipsowych dolnych rozwinęła się w centralnych częściach zbiornika sedymentacja solna.

W noryku, w wyniku epizodycznych ingresji morskich od strony zachodniej, zbiornik przekształcił się w paraliczno-śródlądowy z dominacją czerwonych klastyków. Tworzyły się w tym czasie iłowce i mułowce o pstrych barwach, z przewarstwieniami piaskowców; w całym profilu występują zlepieńce węglanowo-ilaste i ilaste, iłowce gruzłowe, a w dolnej części profilu — także skały węglanowych.

W najmłodszym triasie diastrofizm, wyrażony ruchami pionowymi bloków podłoża oraz inicjalnymi przemieszczeniami soli cechsztyńskich, doprowadził do rozczłonowania basenu na strefy o różnej subsydencji oraz do uformowania pierwszych antyklin solnych i rowów synsedymencyjnych. To wzmożenie diastrofizmu jest związane z wzmagającą się tensją tuż przed ostatecznym rozpadem superkontynentu Pangei.

Pod koniec triasu, w retyku, w zbiorniku paraliczno-śródlądowym zapanowała sedymentacja szarych iłowców i piaskowców. Zmiana typu osadu wiąże się ze zmianą klimatu z suchego na wilgotny. W retyku zamarła aktywność ruchów tektonicznych, czego wyrazem jest niezgodne ułożenie jego warstw na różnych ogniwach kajpru w obrębie antyklin solnych.

Bruzda środkowopolska w środkowym i późnym triasie straciła swą wyrazistość, centra subsydencji przesuwają się na południowy zachód od niej. Istotną cechą rozpatrywanego etapu rozwojowego jest też znaczny wpływ jednostek morfotektonicznych podłoża permu na wewnętrzną konfigurację basenu, zwłaszcza na przedpolu Sudetów.

Etap 2 (wczesna jura, 23 mln lat). Postępujący rozpad Pangei z końcem triasu był związany z wzmożoną ekstensją w środkowym Atlantyku i wzrostem aktywności grzbietów śródoceanicznych w Tetydzie. Utworzyły się małe baseny oceaniczne. Wskutek stopniowego wzrostu poziomu wód oceanicznych wzmożła się ich ekspansja. Rozrosły się też obszary mórz epikontynentalnych. Przez zachodnią część basenu środkowoeuropejskiego powstała komunikacja między Morzem Arktycznym a Tetydą (P. A. Ziegler, 1982). W strefie tej istniało morze otwarte z sedymentacją ilastą i węglanową. Do jej części wschodniej (basenu polskiego) docierało kilka transgresji. Po okresie silnego rozczłonowania basenu polskiego w triasie górnym, w jurze dolnej bruzda środkowopolska zaznaczyła się znowu wyraźnie na całej długości. Jej położenie ustabilizowało się aż do późnej kredy. Utrwaliła się także zaakcentowana już wcześniej na granicy noryku i retyku zmiana klimatu z ciepłego i suchego na nieco chłodniejszy i wilgotniejszy. Cykliczna sedymentacja osadów piaszczystych i ilastych odbywała się w środowisku śródlądowo-paralicznym z epizodycznymi ingresjami morskimi, wnikającymi od zachodu i północnego zachodu. Istniało także zapewne okresowe połączenie południowo-wschodnie z basenem tetydzkim. Charakter morski lub brackiczno-morski mają głównie utwory pliensbachu w północno-zachodniej części basenu oraz toarsu dolnego w całym basenie. Krótkotrwałe ingresje morskie zaznaczyły się również we wczesnym hetangu i wczesnym synemurze.

Transport materiału klastycznego w starszej wczesnej jurze odbywał się głównie z południa, później zaś z północy. Osady jury dolnej osiągają największą miąższość do 1500 m w obrębie kujawskiego i pomorskiego segmentu bruzdy środkowopolskiej. Tempo sedymentacji było umiarkowane, od 60 do 120 m/mln lat.

Na zewnątrz od bruzdy tak ku północnemu wschodowi, jak i południowemu zachodowi sekwencje są skrócone i pełne luk. Dużą rolę odgrywały w sedymentacji wgłębne strefy dyslokacyjne, wzdłuż których rozwijały się w dnie basenu krawędzie paleomorfologiczne. Stanowiły one zaporę dla słabszych transgresji, powodując znaczne zróżnicowanie facji i szybkości subsydencji, nieraz na małej przestrzeni. Takie krawędzie ograniczają na długich odcinkach bruzdę środkowopolską i wyodrębniają na południowy zachód od niej obszar o trwałych tendencjach wypiętrzających — garb wielkopolski. Ponadto lokalne zróżnicowanie procesów sedymentacji powodują ruchy mas solnych cechsztynu i dalszy rozwój lokalnych rowów o wzmożonej subsydencji. Tendencje do wzmożonej ruchliwości dna zbiornika ujawniły się w szczególności w późnym toarsie i najstarszej jurze środkowej. Przejawem tejże ruchliwości są lokalne strefy zwiększonej subsydencji, jak również procesy denudacji i rozmyć na peryferiach i niektórych obszarach centrum zbiornika.

Etap 3 (środkowa-późna jura, 51 mln lat). Początek jury środkowej to kolejna faza zasadniczej przebudowy basenu. W związku z inicjalnym otwieraniem się północ-

nego Atlantyku (R. E. Sheridan, 1983), pośrodku późniejszego Morza Północnego powstawały systemy ryftowe i objawił się intensywny wulkanizm (F. Howitt i in., 1975). Nastąpiło silne dźwignięcie rozległego obszaru i oddzielenie basenu Nizu Niemieckiego od basenu duńsko-norweskiego, który do końca jury został wyłączony z sedymentacji morskiej. W Tetydzie trwało nadal rozszerzanie małych basenów oceanicznych. Między środkowym Atlantykiem a wschodnią Tetydą istniało otwarte połączenie i swobodna cyrkulacja wód (P. A. Ziegler, 1982). Ustalił się ciepły i wilgotny klimat. Polski basen jury środkowej i górnej znajdował się w strefie silnego oddziaływania oceanu Tetydy.

Stopniowa ekspansja zbiornika zapoczątkowana we wczesnej jurze trwała w czasie jury środkowej i najstarszej późnej jury, kiedy to basen osiągnął największe rozmiary. Podobnie jak we wczesnej jurze proces ekspansji zbiornika nie był równomierny, lecz miał charakter oscylacyjny. W młodszej późnej jurze nastąpiło stopniowe kurczenie basenu, przy czym moment przełomowy przypada na pogranicze oksfordu środkowego i górnego.

W jurze środkowej, jak i we wczesnej, nadal trwała sedymentacja klastyczna, ale już w środowisku morza otwartego. Z końcem batonu pojawiła się na południowym wschodzie facja wapienna, która z biegiem czasu migrowała ku centrum basenu. Prawie cała późna jura jest okresem dominacji osadów wapienno-marglistych, dopiero w późnym wołgu rozwinęła się w centrum bruzdy sedymentacja ewaporatowa.

Inicjalna ingresja morska w aalenie ograniczona do bruzdy środkowopolskiej pozostawiła po sobie w dole osady mułowcowo-piaszczyste, wyżej zaś ilaste. Wczesny bajos był epizodem sedymentacji piaszczystej, związanej z poszerzeniem zbiornika głównie ku południowemu zachodowi. W najstarszym późnym bajosie (wczesnym kujawie) morze cofnęło się ściśle do granic bruzdy, lecz następnie wykazało wyraźną tendencję ekspansywną, przekraczając w późnym kujawie po raz pierwszy od środkowego triasu krawędź platformy prekambryjskiej. W centralnej części basenu powstawała w tym okresie główna seria ilasta jury środkowej z podrzędnymi wkładkami piaskowców. Ku peryferiom następowało przejście w strefę facji ilasto-piaszczystej, piaszczystej i żwirowo-piaszczystej. Podobny układ facjalny utrzymywał się w niższym batonie.

Nowy silny impuls transgresji, szczególnie ku północy i wschodowi, przyszedł w młodszym późnym batonie, a następnie po krótkotrwałym zahamowaniu we wczesnym keloweju wzmógł się w późnym keloweju. U schyłku keloweju nastąpił zasadniczy przełom między sedymentacją klastyczną, która jednak lokalnie przetrwała do wczesnego oksfordu, a dominującą w oksfordzie sedymentacją wapienną. Ekspansywny basen oksfordzki miał całkowicie swobodne połączenie z basenami sąsiadującymi od północnego zachodu i zachodu, od południa i południowego wschodu oraz od wschodu. Urozmaicone pod względem facjalnym osady rozległego węglanowego szel-

fu zdominowały ten okres. Powolne kurczenie zbiornika i przerwanie połączeń wschodniego i zachodniego rozpoczęło się w kimerydzie i trwało w wołgu. Procesy regresywne doprowadziły pod koniec wołgu do powstania reliktywnego zbiornika o anomalnym zasoleniu, w którego części centralnej doszło do osadzenia utworów anhydrytowo-gipsowych.

Przełom jury i kredy zaznaczył się wzmożeniem lokalnego diastrofizmu, a w ślad za nim procesów denudacji. Tylko w bruzdzie kujawskiej istnieje ciągłość brakicznych osadów najwyższego wołgu i najniższego riazania (beriasu).

Maksymalna miąższość utworów jury środkowej i górnej wynosi łącznie około 2000 m. W okresie aalenbajos szybkość sedymentacji była umiarkowana i zmienne, wynosiła 50–120 m/mln lat, w batonie–keloweju nastąpiło jej zwolnienie nawet do kilku m/mln lat. Późna jura charakteryzowała się ponownym wzmożeniem i zróżnicowaniem szybkości sedymentacji od 50 do 120 m/mln lat.

Etap 4 (kreda, 65 mln lat). W kredowym etapie rozwojowym nastąpiło rozwarcie południowej części północnego Atlantyku i, po początkowym zwolnieniu, ponowne przyspieszenie szybkości rozrostu dna oceanicznego (J. D. Hays, W. C. Pitman III). W zachodniej Tetydzie rozpoczęły się procesy zamykania przestrzeni oceanicznych, subdukcja, a następnie kolizja mikropląt z Eurazją. Pochodną tych ostatnich procesów jest inwersja tektoniczna na przedpolu. Po maksymalnej regresji o charakterze eustatycznym na przełomie jury i kredy, we wczesnej kredzie nastąpił powolny rozwój transgresji, zapewne głównie wskutek aktywności ryftów Morza Północnego. Etap kredowy, ogólnie bardzo podobny do etapu 3, jest także dwustadialny. W stadium wczesnej kredy przeważała sedymentacja klastyczna, natomiast w stadium późnej kredy sedymentacja węglanowa.

Basen wczesnej kredy miał charakter ekspansywny, z następującymi po sobie okresami sedymentacji morskiej i paraliczno-śródładowej. Po inicjalnej ingresji morskiej we wczesnym riazaniu, silny impuls transgresywny wystąpił w późnym riazaniu i najstarszym walanżynie. Następne transgresje nastąpiły w późnym walanżynie–wczesnym hoterywie oraz w apcie. Maksymalne spłyccenie basenu przypadało na młodszy wczesny walanżyn, starszy późny hoteryw i barrem. Krótkotrwałe epizody regresywne połączone ze spłycceniem zbiornika stwierdzono w starszym późnym riazaniu i u schyłku późnego walanżynu. W stadiach transgresywnych tworzyły się głównie osady drobnoklastyczne — ilaste, natomiast w stadiach regresywnych przeważały osady piaszczyste. Ku południowemu wschodowi sedymentacja miała charakter klastyczno-wapienny, co wiązało się zapewne z oddziaływaniem ciepłych wód oceanicznych Tetydy. W riazaniu i w walanżynie dominowały wpływy Tetydy, natomiast w hoterywie i w apcie wpływy mórz zachodnich. Połączenie z morzami Tetydy zostało przerwane w okresie barrem–apt–wczesny alb. W północno-zachod-

niej i centralnej części basenu klimat był ciepły i wilgotny, ku południowemu wschodowi prawdopodobnie jeszcze cieplejszy, lecz bardziej suchy.

Najintensywniejsza sedymentacja odbywała się w obrębie kujawskiego segmentu bruzdy, gdzie miąższość osadów wynosi ponad 650 m. Na zewnątrz bruzdy środkowopolskiej stwierdza się duże redukcje litologiczno-stratygraficzne i stopniowe cienienie osadów. W zewnętrznych częściach basenu pojawiły się nowe rowy synsedymencyjne z pełniejszym profilem litologiczno-stratygraficznym oraz większą miąższością osadów w stosunku do otoczenia.

W riazaniu i wczesnym walanżynie tempo sedymentacji było podobne jak w jurze górnej. W młodszym piętrze kredy dolnej nastąpiło zwolnienie tempa sedymentacji, spadającej nawet poniżej 10 m/mln lat tuż przed wielką eustatyczną transgresją późnej kredy.

Stadium późnokredowe, począwszy od późnego albu-cenomanu, charakteryzował ponowny i ostatni nawrót do sedymentacji wapienno-marglistej i wapienno-krzemionkowej. W turonie był też ostatni główny puls ekspansji zbiornika sedymentacyjnego w mezozoiku. Później basen

ulegał stopniowemu kurczeniu, szczególnie intensywnemu począwszy od kampanu.

W stadium późnokredowym ustaliła się swobodna komunikacja basenu we wszystkich kierunkach. Materiał klastyczny docierał z różnych kierunków, przeważnie z północy. W późnej kredzie, w okresie od koniak do mastrycht, nastąpiło wzmożenie tempa sedymentacji do 50–120 m/mln lat. Bruzda środkowopolska wyodrębniła się wyraźnie tylko do turonu włącznie. Poczynając od koniak jej część osiowa ulegała inwersji (zapewne sukcesywnie od południowego wschodu ku północnemu zachodowi), przekształcając się w wał środkowopolski obrzeżony od południowego zachodu i północnego wschodu ciągami obniżeń: niecki szczecińsko-łódzko(uniejowsko)-nidziańskiej i niecki pomorsko-warszawsko(łocko)-lubelskiej. Doszło w tym czasie do diapiryzacji struktur solnych i inwersji wewnątrz rowów synsedymencyjnych. Po mastrychcie rozpoczął się okres intensywnej erozji. Gdy na północno-wschodnim przedpolu dźwigającego się wału w danie i wczesnym paleocenie pozostawało jeszcze reliktywne morze, produkty erozji były odprowadzane zapewne głównie ku południowi, ku zbiornikom Tetydy.

guished among the dominant opoka lithofacies: *Inoceramus cardisoides* and *Goniotheutis granulata*. The *I. cardisoides* zone has been identified in the dominant chalk lithofacies (Fig. 109).

Regressive tendencies were also maintained in the Campanian; this was evidenced by distinct contraction of the basin. The calcareous and opoka lithofacies were dominant at that time. The chalk lithofacies, which continued to exist from the beginning of the Turonian in the eastern part of the basin, now appears also in the western and southern parts. The amount of terrigenous material within the basin considerably decreased whereas opokas were developing in the outer basin zones (Fig. 110).

The biostratigraphic division of the Lower Campanian has been based on index belemnites of *Goniotheutis granulatoquadrata* and *G. quadrata* zones that have been found within the areas with domination of the opoka lithofacies. A zone of *G. quadrata* occurs in the chalk lithofacies. The division of the Upper Campanian is based on ammonites; the following zones have been pointed out: *Neancyloceras phaleratum*, *Bostrychoceras polyplacum*, *Didymoceras donezianum*, and *Nostoceras pozaryskii*. Campanian profiles in the west of the Lublin area (opoka lithofacies) have been considered representative for the accepted division of that stage within the Polish Lowland (Tables 63–65).

Oscillations of transgressive and regressive impulses were characteristic features of the sedimentary basin during the Maastrichtian. A considerable shoaling of the sea happened in the early Maastrichtian; it was followed by the increase in supply of terrigenous material, particularly to the eastern part of the basin. The sea was gradually getting deeper and expanded north-eastwardly in the late Lower Maastrichtian. Its maximum extent was reached on the turn of the early Upper Maastrichtian. Variable rhythm of sedimentation had an important bearing on prominent differentiation of deposits. Still in the Lower and early Upper Maastrichtian there is clear domination of the limestones, chalk, and opoka lithofacies; a share of gaiszes is also significant. In the late Upper Maastrichtian the sea was gradually shoaling, and a share of opokas, marls, gaiszes, and sandstones increased accordingly (Fig. 111).

The presence of index taxa of extents restricted only to this particular substage is a characteristic feature of the Lower Maastrichtian dominant facies of opokas. This includes such belemnite zones as: *Belemnella lanceolata* and *B. sumensis*. In the Upper Maastrichtian *Belemnella junior* and *Hoploscaphites constrictus crassus* zones have been distinguished (A. Błaszkiwicz, 1980, in: Atlas..., 1984).

Results of well logging analysis have been the basis for the lithostratigraphic division of the Upper Cretaceous deposits. Seven petrophysical complexes have been distinguished in the Szececin Trough; they have been designated with the letters A through G in a chronological order (M. Jaskowiak-Schoenichowa, 1977, 1981). Five complexes in the Upper Cretaceous (I–V) and one in the Paleocene (VI) have been identified within the eastern area (A. Krassowska, 1981, 1986, 1989).

There were two distinct phases in the paleotectonic development of the Upper Cretaceous basin. The first one in the time interval from the Upper Albian through Cenomanian to Turonian was characterized by the preservation of the earlier structural plan that continued from the Permian through the Lower Cretaceous (inclusive), with the Middle Polish Trough well maintained in the centre of the basin. The second phase was initiated in the Coniacian, by the inversion of the axial part of the Middle Polish Trough. Formation of the Middle Polish Swell and adjacent troughs followed during the Upper Cretaceous (Figs. 113–118).

Ryszard DADLEZ, Sylwester MAREK

DEVELOPMENT OF THE PERMIAN AND MESOZOIC BASINS

The Polish epicontinental Permian and Mesozoic basin was in its history the easternmost part of the Central European Basin (Fig. 119). It was framed by the Scandinavian Shield in the north, the Belarussian Anticline and the Ukrainian Shield in the east, and the Bohemian Massif in the south-west. The axial zone of the basin, of NW–SE orientation, is called the Middle Polish Trough.

Distribution of lands all around the basin governed the existence of inter-basin communications in the depression zones: a north-western link with the Danish basin, the western one with the North German basin, the southern and south-eastern one with the Tethyan basins, and the eastern one with central basins of the East-European Platform. Most permanent was the communication with the Danish basin. This fact emphasizes the role of the Middle Polish Trough which is an extension of the Danish basin. Similar extension in an opposite direction, i.e. the south-eastern communication towards the Tethys, was likely opened in the Norian and has been freely opened since except for a short episode in the youngest Early Cretaceous. As refers to communication to the east, it was opened only in periods of the highest sea levels.

There were 6 pulses of the basin expansion (Fig. 120). The four were connected with the well known eustatic rise of sea level during the Anisian–Ladinian, Toarcian, Oxfordian, and Turonian. The Late Permian and Norian pulses were of more local character. The expansion episodes were separated by contraction periods, with the basin minimum extents in the latest Permian, Late Carnian, earliest Jurassic, Late Toarcian–Aalenian, and earliest Cretaceous.

The marine transgressions were approaching from the west and from the south (Fig. 120). The western direction dominated in earlier periods, till the end of the Early Jurassic; the only exception is the transgression of the Middle Triassic. Since that time on, both directions competed with each other; sometimes one of them prevailed, other time both were of equal importance. The strongest eustatic transgressions in the Late Jurassic and the Late Cretaceous entering the basin mostly from the west had been preceded (in the Aalenian and the Berriasian, respectively) by the sea invasions from the Tethyan ocean to the Middle Polish Trough. Communication towards north-west was reopened soon after, but the sea expanded rapidly beyond the trough not earlier than about 20–30 m. y. later (in the Late Bathonian and the Late Albian, respectively) and reached its maximum extent after another 10–15 m. y. (in the Oxfordian and Turonian).

There are no univocal relations between the expansion and contraction of the basin on the one hand and the transgression and regression of the sea on the other hand. The first two impulses of expansive character (Zechstein and Middle Triassic) were connected with transgressions, however maximum expansion in the Scythian in the area north-east of the Middle Polish Trough fell at the time of continental sedimentation. Contraction in the Late Carnian was associated with regression, but the Norian expansion was also characterized by non-marine conditions. Later, the image became more clear: the expansion in the Early Toarcian was coincident with the maximum extent of the Early Jurassic sea. Finally, the initial marine transgression during the last two impulses fell at the time of the maximum contraction of the basin (in the Aalenian and Berriasian), and their maximum extents — at times of maximum expansions (the Oxfordian and Turonian).

The detrital material (Fig. 120) was supplied to the basin mostly from the south up to the Late Scythian due to relatively fresh relief of the Hercynian mountains. Later, clastics were dominantly supplied from the north, which indicates continuous rejuvenation of relief of the Scandinavian Shield. Development of carbonate sedimentation was strongly dependent on a free communication with warm seas of the Tethys.

The rate of sedimentation (Fig. 120) was in general decreasing with time. It was high up to the Carnian (in excess of 150 m/m. y.), with the exception for the carbonates of the Middle Triassic. There were two maximum episodes of different character: the first one in the Late Permian with a rate of 520 m/m. y.) was associated with precipitation of salts and anhydrites whereas the second one in the Late Scythian was connected with the accumulation of clastics (at a rate of 640 m/m. y.). From the Norian to Toarcian, sedimentation was at moderate rate (in the range of 50–120 m/m. y.). During the great eustatic transgressions the rates accelerated distinctly in the phases of rapid basin expansion (5–30 m/m. y.) while they were moderate in initial and maximum phases.

No univocal relation exists between deposit accumulation rate and the basin expansion as well as the transgressions and regressions. The basin expansion in the Scythian (Indian and Olenekian) was accompanied by enhanced sedimentation, but in the Early Carnian the sedimentation was going on at an intensified rate during contraction of the basin. On the other hand the slower pace of sedimentation was accompanied by both the contraction of the basin (in the Middle Carnian) and its expansion as well (the Anisian). The clearest situation occurred during two

major eustatic transgressions. The initial phases of rapid basin expansion (in the Bathonian–Callovian and Albian–Cenomanian, respectively) were accompanied by reduction in the accumulation rate down to several metres per million years. Just before (in the Aalenian–Bajocian and Berriasian–Valanginian, respectively), the rate of accumulation was faster in the narrow Middle Polish Trough already invaded by the sea; it was equal to scores of metres per million years. Similar rate of sedimentation was noted soon after, during the maximum transgression and the beginning of regression. At that time it reached as much as 100 m/m. y. (the Oxfordian–Kimmeridgian and Turonian–Santonian, respectively).

A local syndimentary diastrophism (Fig. 121) was expressed by the growth of salt anticlines and formation of narrow syndimentary grabens. It was in the Middle Triassic when flow of Zechstein salts was initiated and formation of grabens occurred not earlier than in the Late Triassic. Both types of local structures have been since intermittently active, particularly in times of basin contraction. This activity resulted in the present system of grabens bordering the Middle Polish Trough, and of about 90 salt anticlines (salt pillows and diapirs). Both types of structures markedly modified the distribution of thickness and facies in the Mesozoic.

Considering the pulsatory stages of expansion of the Permian and Mesozoic basins, the dominant megafacies and diastrophic events, the evolutionary trends of the entire Central European Basin, and the development of the neighbouring oceanic basins, four stages have been identified in the evolution of the Polish basin: the Permian–Triassic (1), Early Jurassic (2), Middle–Late Jurassic (3), and Cretaceous (4; Fig. 120).

Stage 1 (the Permian–Triassic, duration 62 m. y.). It was characterized by the existence of the Pangea supercontinent and domination of dry and hot climate. Sedimentation was diversified, however with domination of red beds. Two marine transgressions of short duration. The first one occurred in two phases, approaching from the west, with limited circulation in the sea and with accumulation of evaporites. The second one composed also of two phases, approaching from the south, with an open sea and accumulation of carbonates. Some other episodes of evaporite sedimentation have been noted. Unrestricted communication of the basin, mostly with the west, periodically with the south. Position of the Middle Polish Trough unstable. Considerable influence of morphotectonic units in the basement on internal basin configuration. Accumulation of sediments in the trough variable, initially intensive, then moderate. Clastics were transported from the south first, then from the north. Intensification of diastrophism at the decline of stage 1; it was manifested by setting of first salt anticlines and sedimentary grabens. This was connected with increasing tension just before the final fragmentation of Pangea supercontinent.

Stage 2 (the Early Jurassic, duration 23 m. y.). The beginning of break-up of Pangea in the middle Atlantic. Fracturing of the continental crust in the western margin of the Tethys; formation of small oceanic basins. Change of climate into colder and more humid. Intensified expansion of oceanic waters and epicontinental seas due to gradual rise of water level in oceans. Opening of communication between the Arctic Sea and the Tethys through the western part of the Central European Basin (P. A. Ziegler, 1982) which was dominated by open sea, with shale/carbonate sedimentation. Several transgressions invaded the eastern part of the basin (the Polish basin), otherwise dominated by continental-paralic sedimentation of clastics. There was a free communication with the west; the south-eastern way was also open. The Middle Polish Trough stabilized; intra-basinal ridges were shifted towards its borders. Rate of sediment accumulation — moderate. Variable transport of clastics. The close of the stage 2 was marked by both the confinement of sedimentary area to the trough zone and the intensification of local diastrophism.

Stage 3 (Middle and Late Jurassic, duration 51 m. y.). Further expansion of the middle Atlantic, possible relocation of the Atlantic Mid-Ocean Ridge, acceleration of spreading (R. E. Sheridan, 1983). Increasing rifting at the place of the future North Atlantic. Dome-like uplift and volcanism at the place of future North Sea (F. Howitt *et al.*, 1975) caused the substantial reorganization of the western part of Middle European Basin and rift polarization (P. A. Ziegler, 1982). The Danish basin was cut off from the German basin and transformed partly into brackish basin. The Tethyan ocean was subject to further opening of small oceanic basins, approaching the Poland's area (in the Outer Carpathians, among others). An open oceanic communication between the

middle Atlantic and the eastern Tethys enhanced free circulation of waters. There was a change to the warm and humid climate. Due to all of these changes, a distinct connection of the Polish basin with the Tethys was brought into effect. Development of the basin was at this time of two-stage character. In the first stage the Middle Jurassic transgression entered the trough from the south-east. In the second stage (since the Upper Bathonian) the transgression expanded outside the trough; at the same time the basin opened widely to the south. The trough stabilized; in the Late Jurassic its axis shifted to the west. Marine sedimentation during the Middle Jurassic was of clastic type, in the late Jurassic — of carbonate type with participation of evaporites at its close. Inter-basinal communication, which in the Middle Jurassic existed only along the axis of the trough, became unrestricted in all directions in the Late Jurassic. The basin was again isolated at the close of the Jurassic. Accumulation of deposits initially moderate, decreasing during the peak of transgression, and next — again moderate. Clastic input — predominantly from the north. At the close of the Jurassic, the basin constricted to the trough and affected by local diastrophism.

Stage 4 (Cretaceous, duration 65 m. y.). Ocean floor spreading in the southern part of the North Atlantic, separation of Iberian Plate and Rockall Plateau. After initial slower pace of spreading its renewed acceleration (J. D. Hays, W. C. Pitmann III, 1973). In the western Tethys distinct reorganization of plate motions, initiation of closure of oceanic spaces and — later — the first collisions at the boundary between Apulian Plate and Eurasia. The course of events in the Polish basin was two-stage, very similar to that of the Middle and Late Jurassic period. There was an intensified inflow of waters from the Atlantic. In the Early Cretaceous substage the transgression invaded the trough from the south-west. Very soon the Polish basin regained a communication with the north-western (Danish) basin. A rapid expansion beyond the limits of the trough area with unrestricted communication in all directions followed in the Late Cretaceous sub-stage. A clastic sedimentation dominated in the Early Cretaceous whereas a carbonate and carbonate-siliceous one was prevailing in the Late Cretaceous.

Accumulation of sediments like in the Middle/Late Jurassic stage; its rate was slowed down when the transgression reached its maximum. Supply of clastic material was going on from different directions or predominantly from the north. The Middle Polish Trough stabilized. A gradual regional inversion of the trough and intensified local diastrophism followed at the close of the Cretaceous.

TECTONICS OF THE PERMIAN–MESOZOIC COMPLEX

Ryszard DADLEZ

GENERAL TECTONIC FRAMEWORK OF THE MIDDLE POLISH TROUGH

Middle Polish Trough was bordered from the one side by a relative-ly rectilinear edge of the East-European Platform, from the other arcuate Variscan front (Figs. 122). The trough was asymmetric; at the close of the Mesozoic sedimentation the Zechstein bottom in the north-eastern limb was inclined at an angle of about 10° while its south-western limb at an angle of 4° (at the most). Tectonic deformations of the sedimentary cover were going on during filling the trough up with sediments (salt tectonics, syndimentary grabens), and culminated on the turn of the Cretaceous and Tertiary as the syn-Alpine inversion movements.

There are thick clastic series of the Rotliegend laying below the Zechstein–Mesozoic complex in the axial zone of the trough; as the thickest in the Polish Lowland they effectively absorbed tectonic influence of the Permian basement. These series are quickly pinching out north-eastward, towards a hidden edge of the Precambrian Platform; the influence of this basement in this area is much better noticeable. Similar situation, though on a smaller scale, exists in the south-western margin, where the Permian–Mesozoic complex overlies buried folds of the Variscan orogen.